

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS PERTENECIENTES AL COMPLEJO IGNEO GUALCAMAYO, PRECORDILLERA DE SAN JUAN

María C. D'ANNUNZIO¹ y Nora RUBINSTEIN²

¹ INGEOSUR- CONICET- Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología. Email: celeste.dannunzio@gmail.com.ar

² IGEBA, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

El Complejo Ígneo Gualcamayo comprende un conjunto de intrusivos y diques de composición riodacítica a andesítica que se encuentra en el área del distrito minero homónimo, ubicado en la Precordillera Central sanjuanina, sobre el segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales (28° a 33° S). Sus características de yacencia, composición modal y litogeoquímica complementadas con edades radiométricas existentes indican que son producto de un pulso magmático que tuvo lugar en el Mioceno superior (~9 Ma). El mismo corresponde a un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal en transición a una de espesor intermedio (~45 km). Asociado a este evento se reconoce importante actividad hidrotermal que dio origen principalmente a alteración potásica (feldespato potásico-cuarzo-biotita-magnetita) y, en forma subordinada, propilitica la cual podría ser producto de un sistema tipo pórfiro. El carácter oxidante de este magmatismo sugiere que podría tener un potencial mineralizante para la generación de depósitos de tipo cobre porfírico. Por otra parte afloran en el área filones capa andesíticos cuyas características geoquímicas indican que habrían sido formados por un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal (~30 km). Estas rocas por su yacencia y petrografía, podrían correlacionarse con la facies andesítica del Grupo del Áspero, de edad miocena inferior (17-18 Ma).

Palabras clave: Petrografía, alteración hidrotermal, litogeoquímica, magmatismo mioceno, Precordillera Central

ABSTRACT

Geochemical characterization of Gualcamayo Igneous Complex, Precordillera of San Juan

The Gualcamayo Igneous Complex is formed by intrusives and dykes of riodacitic to andesitic composition, located in Gualcamayo Mining District, Central Precordillera of San Juan province, in the flat-slab segment of the Central Andes (28- 33 °S). Field data, petrographic studies and geochemical analyses together with preexisting radiometric ages indicate that they are the product of a Late Miocene (~9 Ma) magmatic stage occurred in an arc tectonic setting with a normal to intermediate thickness crust (~45 km). Linked to this magmatic stage there is an important hydrothermal activity that produced mainly potassic (potassium feldspar-quartz-biotite-magnetite) and subordinate propylitic alteration probably produced by a porphyry copper system. The oxidizing character of this magmatism suggests mineralizing potential for generating porphyry copper type deposits. Moreover andesitic sills formed in a tectonic setting with a normal crust (~30 km). Field data and petrographic studies allow correlating these andesites with the andesitic facies of the Lower Miocene (17-18 Ma) del Aspero Group.

Keywords: Petrography, hydrothermal alteration, geochemistry, Miocene magmatism, Central Precordillera

INTRODUCCIÓN

El Complejo Ígneo Gualcamayo se encuentra en el área del distrito minero homónimo (68°38'26,11" O; 29°43'32,42" S) ubicado dentro de la Precordillera Central, 270 km al norte de la ciudad de San Juan (Fig. 1). Los primeros estudios sobre estos cuerpos intrusivos, describen diques y un filón capa de composición dacítica en el sector de la quebrada de Las Vacas (Aguilera Olivera 1986). Posteriormente, se reconocen diferentes eventos

intrusivos en la zona, agrupados bajo el nombre de Complejo Ígneo Gualcamayo y diferenciados como filón capa Las Vacas, dacita de Varela y dacita El Rodado (Simon *et al.* 1997 y 2001, Bruno 2005). Desde el punto de vista geotectónico, este complejo se encuentra en el segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales (28°- 33° S) caracterizado por la ausencia de volcanismo reciente y una intensa actividad sísmica. En este segmento andino, la losa subducida presenta una transición relativamente suave hacia

el límite norte (Zona volcánica central) caracterizado por una subducción subhorizontal (5° a 10°) a partir del Mioceno superior (Kay *et al.* 1987, Ramos *et al.* 1991). Hacia el límite sur (Zona volcánica sur) el segmento de subducción subhorizontal presenta una transición abrupta, ya que la geometría de la zona de Wadati-Benioff allí se desarrolla con un ángulo de inclinación cercano a 30° (Ramos y Nullo 1993, Cahill e Isacks 1992). La subhorizontalización de la placa de Nazca y los procesos derivados de este

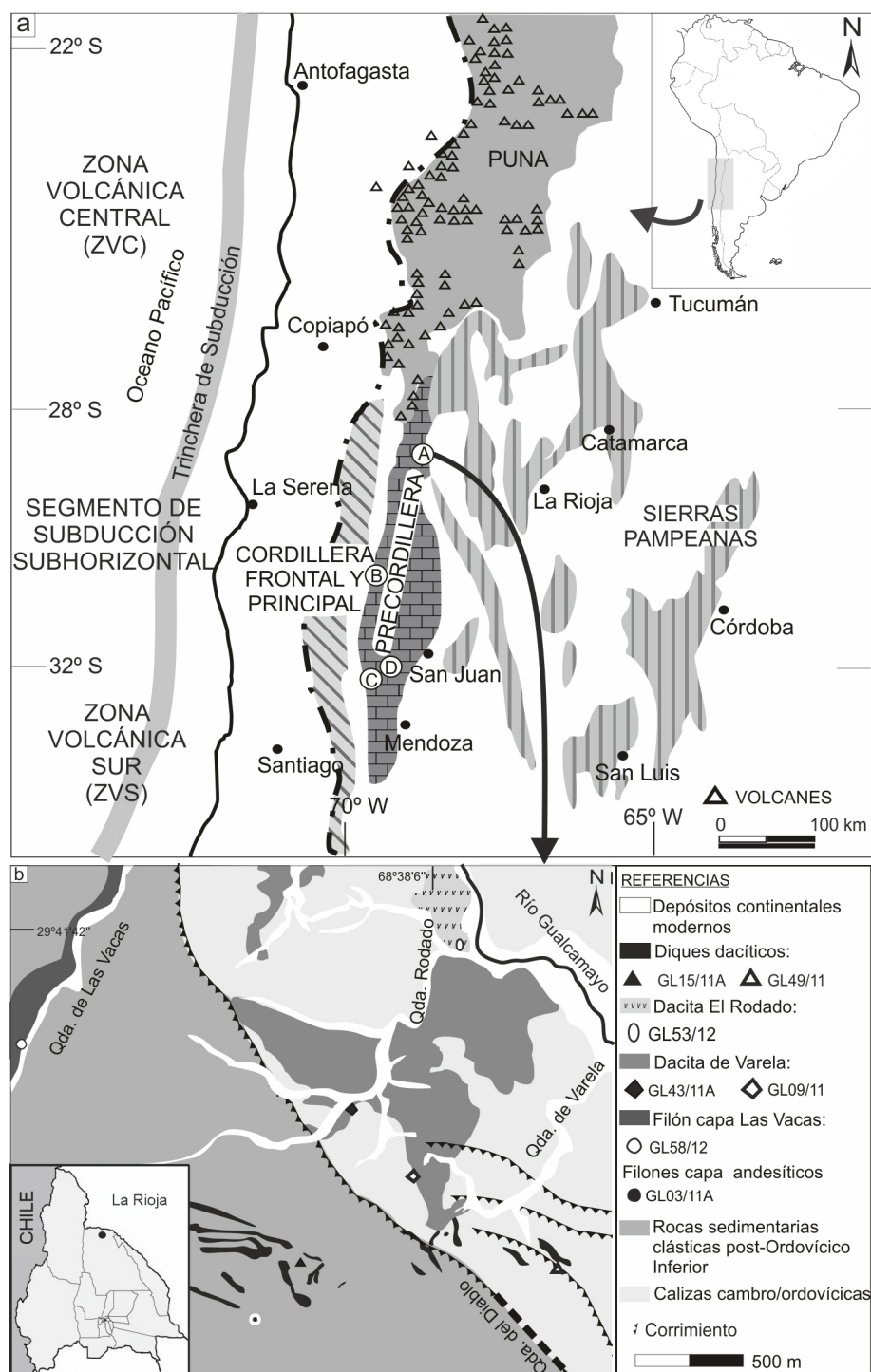


Figura 1: Geología y ubicación del distrito minero Gualcamayo. a) Contexto regional mostrando la ubicación del distrito respecto de la zona de subducción subhorizontal. En el mapa se ubican las localidades mencionadas a lo largo del trabajo: Distrito Minero Gualcamayo a); Tocota b); Cerro Negro c); Ullum-Zonda; d). (Modificado de Kay y Abbruzzi 1996). b) Geología simplificada del área de estudio modificado de D'Annunzio y Rubinstein (2014)

fenómeno (engrosamiento cortical, contaminación cortical durante el ascenso de los magmas, subducción/erosión en el antearco) generaron variaciones en las

características geoquímicas espaciales y temporales del magmatismo cenozoico sobre el segmento de subducción subhorizontal que fueron documentadas en nu-

merosos trabajos (Kay *et al.* 1991, Stern y Skewes 1995, Kay y Mpodozis 2001 y 2002, Bissig *et al.* 2003, Litvak *et al.* 2007). En este trabajo se da a conocer nueva información sobre las características petrográficas y geoquímicas de las rocas que componen el Complejo Ígneo Gualcamayo con el fin de realizar su interpretación petrogenética y establecer la implicancia tectónica que estas pudieran tener.

MARCO GEOLÓGICO LOCAL

La unidad más antigua del área corresponde a una potente secuencia de rocas calcáreas con marcada estratificación y sin base aflorante que presenta intenso plegamiento y fracturación. Por su litología puede correlacionarse con la Formación Los Sapitos, de edad cámbrica inferior o con la Formación San Juan, de edad ordovícica inferior a media (Furque 1963, Hünicken y Pensa 1981, Cañas 1985 y 1988, Herrera y Benedetto 1991, Albanesi *et al.* 1998). En este trabajo han sido denominadas genéricamente como calizas cambro-ordovícicas (Fig. 1). Sobreyace en concordancia una sucesión de pelitas negras que conforma afloramientos reducidos, la cual ha sido asignada a la Formación Gualcamayo, de edad ordovícica inferior a media (Astini 1994). Por encima y en contacto neto, se encuentra una secuencia clástica granodecreciente que se inicia con un conglomerado clasto-sostén compuesto por clastos de calizas, lutitas, rocas volcánicas y chert que alcanzan tamaños entre 0,5 y 5 cm y ocasionales bloques de calizas de formas irregulares de hasta un metro. La secuencia continúa con un conglomerado matriz-sostén de similar composición cuyos clastos no superan los 2 cm de tamaño. Este pasa gradualmente a areniscas bien estratificadas que hacia el techo continúan con sabulitas en las que se intercalan niveles de lutitas y areniscas. Por su litología y yacencia, estas rocas han sido asignadas al Grupo Trapi-che, que comprende potentes depósitos de ambiente deltaico de edad ordovícica superior (Furque 1963, Furque y Cuerda 1984, Astini *et al.* 1986, Astini 1998). Ha-

cia el oeste de la zona de estudio, en el sector de la quebrada de las Vacas, aflora una secuencia sedimentaria compuesta por bancos de areniscas gruesas intercalada con lutitas carbonosas, bancos conglomerádicos y arenisca, cuyas características litológicas y de yacencia corresponden a las de la Formación Volcán de edad carbonífera (Furque 1963, Castro 1990). En el sector de Portezuelo Montoza, aflora un conjunto de areniscas con intercalaciones de niveles sabulíticos asignada a la Formación Panacán (Furque 1963, Castro 1990). Hacia arriba continúan arcosas que alternan con arcilitas, lutitas y lentes de arcilitas carbonosas que corresponderían a la Formación Ojo de Agua de edad pérmica (Furque 1963, Castro 1990). Las unidades clásticas paleozoicas descritas, fueron agrupadas bajo el nombre de “rocas sedimentarias clásticas post-Ordovícico Inferior” a los fines de la representación de las mismas de acuerdo a la escala del mapa (Fig. 1).

Intruyendo a las rocas paleozoicas se encuentra el Complejo Ígneo Gualcamayo. Éste comprende pórfiros de composición dacítica, diferenciados como filón capa Las Vacas, dacita de Varela y dacita El Rodado (Simon *et al.* 2001, Bruno 2005). También se han reconocido un conjunto de diques dacíticos indiferenciados y filones capa andesíticos (Fig. 1).

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO ÍGNEO GUALCAMAYO

Filón capa Las Vacas

Este cuerpo, aflora en la quebrada homónima (Fig. 1) y constituye un filón capa de color gris que se destaca en la secuencia de lutitas negras y areniscas amarillas que integran la Formación Volcán.

En muestra de mano es una roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y minerales máficos alterados a clorita. La pasta es afanítica, de color gris claro y está cortada por finas venillas de carbonato que contienen sulfuros oxidados.

Microscópicamente, presenta textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Con-

tiene zircón y apatito como minerales accesorios, inmersos en una pasta con la textura obliterated por la alteración. Los fenocristales de plagioclasa se presentan como tablillas subhedrales de entre 2 y 5 mm. Los fenocristales de cuarzo presentan engolfamientos, extinción ondulosa y alcanzan hasta 3 mm de tamaño. Los minerales máficos (biotitas y anfíboles) llegan a medir 2 mm y se encuentran completamente alterados. Se reconocen diseminados en la pasta minerales opacos de hábito cúbico y en finas tablillas alargadas. La roca presenta muy fuerte carbonatización, fuerte sericitización y moderada cloritización (Fig. 2a). La carbonatización se encuentra como parches en la pasta, como venillas irregulares y como alteración de los fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La sericitización afecta a la plagioclasa (tanto a los fenocristales como a los individuos de la pasta) y se distribuye de forma intersticial. La clorita aparece como reemplazo de la biotita, acompañada por agujas de rutilo y con posterior sericitización. También se presenta como reemplazo de anfíboles acompañada de carbonato, minerales opacos y agujas de rutilo. Finalmente se reconoce escaso epidoto en grumos en las plagioclasas y diseminado en la pasta.

Dacita de Varela

Este cuerpo es el de mayor extensión areal dentro del complejo (Fig. 1) y en el contacto con la roca de caja calcárea desarrolla aureolas irregulares de eskarnificación de decenas de metros. Un análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *step heating* sobre biotita magmática permite asignarle una edad de $8,99 \pm 0,1$ Ma (Bruno 2005).

En muestra de mano es una roca de textura porfírica con pasta afanítica de color gris. Los fenocristales están compuestos por plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. La plagioclasa se presenta en tablillas subhedrales de hasta 8 mm. Los fenocristales de cuarzo son subhedrales y alcanzan los 13 mm. Los minerales máficos están representados por anfíbol y biotita, con formas subhedrales y tamaños de hasta 2 mm. Se reconoce escasa pirita y magnetita diseminadas en cristales de hasta 3 mm. La roca está atravesada por venillas

de cuarzo de hasta 1 mm de espesor.

Microscópicamente, presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y subordinadamente piroxeno con circón y titanita como minerales accesorios, inmersos en una pasta cuya textura se encuentra obliterated por la alteración. La roca está afectada por una moderada a fuerte silicificación, moderada feldespatización, suave biotitización e incipiente sericitización de distribución irregular. (Fig. 2b). La silicificación ocurre como agregados de cristales anhedral de cuarzo, ya sea con distribución intersticial o en venillas de trayectorias sinuosas de entre 1 y 3 mm de espesor. La feldespatización se manifiesta como orlas, pequeñas venillas irregulares, parches en los fenocristales de plagioclasa o bien como venillas acompañada por cuarzo (Fig. 2b). También se presenta como cristales en crecimiento en la pasta de la roca. La biotita secundaria aparece como reemplazo de los fenocristales de anfíbol y conformando nidos en la pasta. La sericitización afecta a la zona más externa de los fenocristales de plagioclasa. Por último, se reconocen grumos de epidoto y titanita, con frecuencia espacialmente asociados.

Dacita El Rodado

La dacita El Rodado constituye un afloramiento aislado ubicado en las nacientes de la quebrada homónima (Fig. 1). El contacto con las calizas cambro-ordovícicas es una zona de skarn de aproximadamente 10 m de espesor.

En muestra de mano es una roca porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y abundantes minerales máficos que por su hábito podrían corresponder a anfíboles, inmersos en una pasta de textura fina de color gris claro.

Microscópicamente, es una roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol, inmersos en una pasta cuya textura se encuentra obliterated por la alteración. Como minerales accesorios se reconocen apatito y circón. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, presentan evidencias de deformación y llegan a medir hasta 5

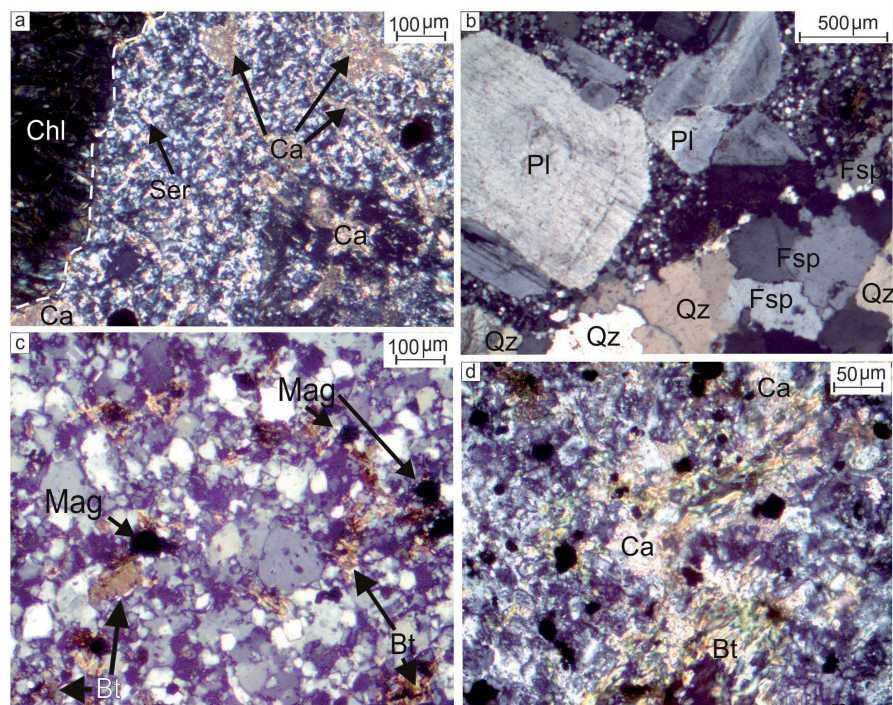


Figura 2: Fotomicrografías representativas de la alteración que afecta a las rocas ígneas; a) Muestra correspondiente al filón capa Las Vacas, donde puede observarse la pasta de la roca afectada por alteración carbonática y sericitica, así como un fenocristal de anfíbol totalmente remplazado por clorita (contorno marcado con línea punteada). b) Muestra GL43/11 perteneciente a la dacita de Varela, donde se observa una microvenilla de feldespato potásico y sílice, producto de la alteración potásica que la afecta. c) Muestra GL14/11 de los diques dacíticos donde se reconocen nidos de biotita asociados a magnetita, distribuidos en la pasta de la roca. d) Muestra representativa del filón capa andesítico donde se observa las alteraciones biotítica, carbonática y sericitica. Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).

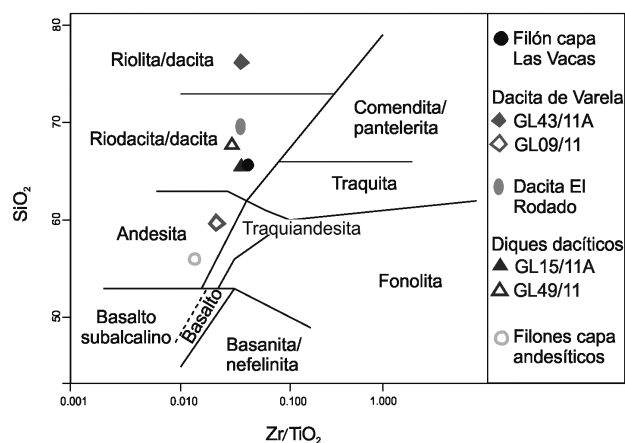


Figura 3: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd 1977).

mm. Los fenocristales de cuarzo son muy escasos, tienen formas subhedrales con bordes corroídos y alcanzan hasta 2 mm de tamaño. Los minerales máficos corresponden a cristales de anfíbol y biotita de hasta 2 mm los cuales se encuentran completamente alterados. La roca está afectada por muy fuerte feldespaticación, moderada silicificación, suave biotitización y cloritización y muy subordinada al-

teración sericitica. La feldespaticación se presenta reemplazando parcialmente a los fenocristales de plagioclasa, como cristales en crecimiento y en venillas de hasta 1 mm de espesor junto con cuarzo. La silicificación se da tanto en venillas (con o sin feldespato) como en parches en la pasta. La biotitización se encuentra como nidos distribuidos irregularmente en la pasta y como alteración de los anfíboles y bioti-

tas. La clorita se presenta como reemplazo de los anfíboles acompañada por tremolita-actinolita la cual también aparece con distribución intersticial. La alteración sericitica afecta a los microlitos de la pasta. Se observan escasos cristales subhedrales de minerales opacos diseminados y en venillas frecuentemente asociados a grupos de titanita.

Diques dacíticos

Afloran en el centro de la zona de estudio predominantemente con rumbos E y NO y evidencias de deformación (Fig. 1). Corresponden a rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita inmersos en una pasta afanítica de color gris claro con pátinas de limonitas anaranjadas. Se observan venillas de cuarzo con magnetita, de espesores que varían entre 2 y 100 mm.

Microscópicamente corresponden a rocas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, inmersos en una pasta de textura felsítica, parcialmente obliterada por la alteración. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, presentan evidencias de deformación y llegan a medir 3 mm. El cuarzo se presenta subhedral, con bordes corroídos, extinción ondulosa y tamaños de hasta 5 mm. La biotita conforma láminas de hasta 3 mm y contiene grumos de minerales opacos en sus planos de clivaje. Estas rocas están afectadas por fuerte feldespaticación, moderada silicificación y biotitización, suave carbonatización e incipiente sericitización (Fig. 2c). La feldespaticación ocurre como reemplazo parcial de los fenocristales de plagioclasa, como cristales en crecimiento y en venillas de hasta 1 mm de espesor junto con cuarzo. La silicificación se presenta como parches en la pasta y en venillas de cuarzo o de cuarzo, feldespato y minerales opacos. La biotitización se encuentra como alteración de los máficos y constituyendo nidos en la pasta, frecuentemente en asociación con cristales de magnetita. La carbonatización conforma parches distribuidos en la pasta (comúnmente asociados a epidoto y sericita) y venillas de hasta 2 mm de espesor y diseño irregular. Escasos grumos

de epidoto se distribuyen irregularmente en la pasta.

Filones capa andesíticos

Estos cuerpos se encuentran en el sector de Portezuelo Montonza, intercalados en la Formación Panacán. Sus afloramientos son escasos y sus espesores varían entre 30 y 60 cm.

En muestra de mano son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y de minerales máficos alterados, inmersos en una pasta afanítica de color gris oscuro.

Microscópicamente tiene textura porfírica y pasta microgranular. Los fenocristales están representados por plagioclasa y máficos inmersos en una pasta compuesta por plagioclasa con escaso cuarzo intersticial. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales y alcanzan hasta 1,5 mm de longitud. Los máficos (anfíboles) se presentan en cristales subhedrales de hasta 0,5 mm completamente alterados. La roca muestra fuerte carbonatización, moderada biotitización y cloritización y suave alteración sericitica (Fig. 2d). La carbonatización se encuentra como parches en la pasta y como alteración de la plagioclasa y los anfíboles. La sericitización afecta a los fenocristales y a los microlitos de plagioclasa. La biotita y la clorita secundarias reemplazan a los anfíboles y se encuentran también con distribución intersticial. Se reconocen grumos de epidoto y titanita, agregados de tremolita-actinolita y minerales opacos diseminados en la pasta.

GEOQUÍMICA

Los análisis químicos de roca total realizados sobre 7 muestras representativas de los distintos cuerpos ígneos del área de estudio, arrojaron los resultados que se presentan en el Cuadro 1. Debido a que las muestras analizadas presentan grados variables de alteración hidrotermal y considerando que durante los procesos hidrotermales algunos elementos pueden sufrir pérdidas o ganancias (como es el caso de los elementos alcalinos), las rocas se clasificaron con el diagrama de Winchester y Floyd (1977) que utiliza elemen-

CUADRO 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios (%) y trazas (ppm) de rocas ígneas miocenas del distrito minero Gualcamayo.

Complejo Ígneo Gualcamayo							
	Filón Capa andesítico	Diques dacíticos		Dacita de Varela		Dacita Rodado	Filón capa Las Vaca
Roca	Andesita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita	Dacita	Dacita
Muestra	GL03/11A	GL15/11A	GL49/11	GL43/11A	GL09/11	GL53/12	GL58/12
SiO ₂	56,31	67,74	65,51	75,66	59,48	69,79	65,47
TiO ₂	0,878	0,369	0,341	0,268	0,73	0,285	0,299
Al ₂ O ₃	16,94	17,73	16,42	12,77	15,69	16,13	16,79
FeO(T)	6,34	0,41	1,09	1,74	,	,	,
Fe ₂ O ₃ (T)	,	,	,	,	,	2,12	2,3
FeO	,	,	,	,	3,00	,	,
Fe ₂ O ₃	,	,	,	,	2,64	,	,
MnO	0,138	0,011	0,036	0,027	0,103	0,048	0,075
MgO	3,38	0,13	0,32	0,5	2,57	0,63	0,72
CaO	7,44	3,22	3,63	3,26	5,12	3,33	4,04
Na ₂ O	3,21	3,82	3,12	2,83	3,94	3,43	4,31
K ₂ O	1,61	5,28	6,46	2,64	2,82	4,35	2,11
P ₂ O ₅	0,18	0,13	0,13	0,1	0,27	0,11	0,12
LOI	2,6	1,87	1,66	0,46	2,13	0,61	4,07
Total	99,03	100,7	98,71	100,3	98,84	100,8	100,3
La	15,40	14,50	17,10	10,90	35,50	13,00	12,50
Ce	30,80	27,30	31,40	22,80	68,50	25,50	24,80
Nd	17,10	12,40	15,50	11,60	31,10	12,20	12,00
Sm	3,81	2,65	3,43	2,35	5,46	2,35	2,31
Eu	1,280	0,748	1,180	0,878	1,490	0,895	0,835
Gd	3,61	1,68	2,27	1,85	4,28	2,09	1,89
Dy	3,22	1,25	1,52	1,47	3,13	2,15	1,68
Ho	0,65	0,22	0,29	0,28	0,56	0,41	0,33
Er	1,93	0,63	0,83	0,79	1,2	0,95	1,49
Yb	2,00	0,62	0,94	0,84	1,44	1,39	1,00
Lu	0,332	0,126	0,153	0,131	0,241	0,224	0,143
Sr	580	691	575	487	931	548	795
Rb	39	120	105	28	70	53	43
Ba	604	1076	944	809	1232	893	1417
Th	1,70	1,56	1,60	1,57	7,20	2,17	0,96
Ta	0,51	0,12	0,60	0,02	0,41	0,84	0,32
Nb	7,9	6,9	7,2	5,3	8,00	10,5	6,8
Zr	120	109	123	98	177	107	114
Hf	3,0	2,8	2,9	2,4	4,7	3,3	3,1
Y	17	6	8	8	14	12	9
Sc	21,00	3,00	3,00	3,00	10,00	3,00	3,00
Cr	30,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0
Sm/Yb	1,91	4,27	3,65	2,80	3,79	1,69	2,31
La/Sm	4,04	5,47	4,99	4,64	6,50	5,53	5,41
Ba/Ta	1184,31	89666,67	1573,33	40450,00	3004,88	1063,10	4428,13
La/Ta	30,20	120,83	28,50	545,00	86,59	15,48	39,06
Eu/Eu*	1,055	1,084	1,293	1,288	0,936	1,226	1,214

Los mismos fueron realizados por los métodos de *ICP e ICP/MS (*Induced Coupled Plasma/ Mass Spectrometry*) e †ICP e INAA (*Neutron Activation Analysis*) en los laboratorios de Actlabs (Canadá).

tos considerados inmóviles (Zr y TiO₂). De acuerdo a esta clasificación (Fig. 3) las rocas analizadas corresponden en su mayoría a riodacitas-dacitas excepto la muestra GL09/11 de la dacita de Varela y la muestra de los filones capa andesíticos,

que corresponden a andesitas. La muestra GL09/11 clasificada químicamente como andesita podría corresponder a otra facie dentro de la dacita de Varela, ya que pertenece a otra región geográfica del cuerpo (Fig. 1) y muestra diferencias textu-

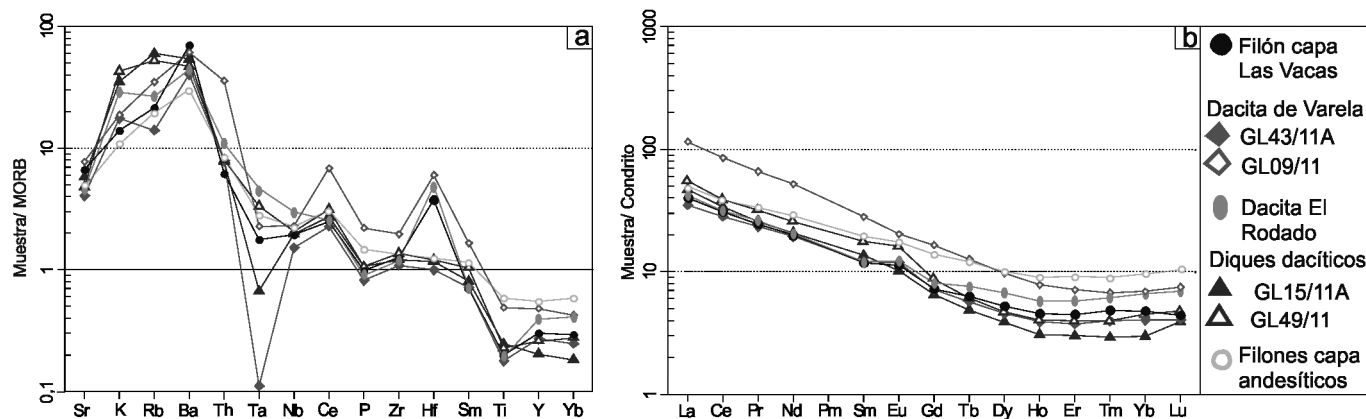


Figura 4: a) Diagrama multielemento normalizado a MORB según el orden y los factores de normalización de Pearce (1983). b) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito de Boynton (1984).

rales apreciables respecto de la muestra GL43/11A. El alto contenido de SiO_2 de la muestra GL43/11 correspondiente a la dacita de Varela se relaciona con la fuerte silicificación que afecta a esta roca. Si bien la silicificación puede haber producido un aumento en el contenido total de SiO_2 , la clasificación química es acorde con la petrografía de las rocas analizadas. Adicionalmente se calculó sobre la muestra GL09/11 la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ (Meinert 1995) que se utiliza para reconocer el carácter oxidante o reductor de un magma. La misma arrojó un valor de 0,468 lo que indica un carácter levemente oxidante para el magma que dio origen a la dacita de Varela.

Los contenidos de los elementos traza se graficaron en un diagrama multielemento normalizado a Basalto de Dorsal Centro Oceánica (MORB: *Mid-ocean Ridge Basalt*), según el orden y los factores de normalización de Pearce (1983, Fig. 4a). En rasgos generales, todas las rocas exhiben un patrón similar con curvas de diseño aserrado con pendiente negativa, enriquecimiento relativo en los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE: *large-ion lithophile elements*), Sr y Th con respecto a los elementos de las tierras raras y los elementos de alto potencial iónico (HFSE: *High Field Strength Element*) y marcadas anomalías negativas de Ta, P y Ti.

En el diagrama de tierras raras normalizado al condrito de Boynton (1984, Fig. 4b), se observa que tanto las tierras raras livianas como las pesadas están enriquecidas con respecto al condrito en todas las ro-

cas analizadas. Asimismo, se reconoce un moderado enriquecimiento relativo en las tierras raras livianas con respecto a las pesadas. La muestra del filón capa andesítico exhibe una curva de suave pendiente al igual que la dacita El Rodado producto de las bajas relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (5,19 y 6,31 respectivamente) y $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ (2,04 y 1,81 respectivamente). El resto de las muestras presenta una pendiente ligeramente más empinada con bajas a moderadas relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (8,43-16,62) y $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ (2,48-4,58). Por otra parte todas las muestras presentan anomalías positivas de Eu que varían entre 1,03 y 1,29 (Cuadro 1).

DISCUSIÓN

El magmatismo mioceno del área de estudio está representado, de acuerdo a la yacencia, composición modal y química, por cuerpos intrusivos andesíticos a riódacíticos-dacíticos constituidos por plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita y subordinado piroxeno; diques de composición riódacítica-dacítica y mineralogía similar a los intrusivos (sin piroxeno) y filones capa andesíticos constituidos por plagioclasa y anfíbol. Los intrusivos y los diques dacíticos (excepto el filón capa Las Vacas) están afectados por una moderada a fuerte alteración potásica, dada por la presencia de feldespato potásico y cuarzo con subordinada biotita y magnetita, y suave alteración propilitica con una asociación general compuesta por epidoto, titanita, carbonato, clorita, tremolita-actinolita y sericita. El filón capa Las Vacas exhibe

una fuerte alteración carbonática y sericitica con subordinada clorita, en tanto que los filones capa andesíticos muestran una moderada biotitización y una moderada a fuerte propilitización con una asociación similar a la de los intrusivos y diques.

El diagrama multielemental de las muestras analizadas posee características típicas de rocas de ambiente de subducción (particularmente el diseño aserrado con pendiente negativa y las marcadas anomalías negativas de Ta, P y Ti, Fig. 4a), tal como ocurre con volcanitas de edad similar (13 a 7 Ma) de otros sectores de Precordillera como Barreal, Iglesia, Gualilán y Cerro Blanco, Ullún-Zonda (Kay *et al.* 1988, Kay y Mpodozis 2002). La validez de este diagrama se basa en que los elementos de alto potencial iónico (HFSE), elementos de las tierras raras (ETR), Ti y P se consideran prácticamente inmóviles durante los procesos de alteración hidrotermal (Zhou 1999, Hawkesworth *et al.* 1997). Si bien los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) pueden movilizarse por alteración hidrotermal, la coherencia de los patrones y el diseño general que presentan permite inferir que no existieron cambios significativos en estos elementos.

El diagrama La/Ta vs. Ba/Ta permite discriminar la componente de subducción en la fuente del magma y la participación de componentes corticales. La mayoría de los valores obtenidos para las muestras del área de estudio (Fig. 5, Cuadro 1) confirman su carácter de arco.

El diagrama de tierras raras es similar para la mayoría de las muestras excepto para

la dacita El Rodado y los filones andesíticos que presentan un diseño más plano. La yacencia, composición química y modal y la alteración de la dacita El Rodado permite agruparla con la dacita de Varela y los diques dacíticos como parte del Complejo Ígneo Gualcamayo aunque su diseño con menor pendiente sugiere una fuente diferente para este cuerpo.

La diferencia en la pendiente del diagrama de tierras raras de los filones capa andesíticos respecto de las demás muestras (particularmente con la de la facies andesítica de Varela), unida a la distinta composición de sus minerales máficos, permite sugerir que estos filones no pertenecen al Complejo Ígneo Gualcamayo. Hacia el oeste del área de estudio aflora la Formación del Áspero (Furque 1963) redefinida como Grupo del Áspero y ubicada estratigráficamente en el Mioceno inferior ($17,6 \pm 0,5$ y $18,3 \pm 0,7$ Ma, Limarino *et al.* 2002). El grupo del Áspero está constituido por una facies volcánica (formada por brechas andesíticas y andesitas) y por una sedimentaria. Las andesitas constituyen el conjunto final de la facies volcánica y presentan coloración gris homogénea, textura porfirica con fenocristales de plagioclasa y pasta de textura afanítica. Se las reconoce en la secuencia de areniscas pérmicas como filones capa (Furque 1963). De acuerdo a la yacencia y petrografía de los filones capa andesíticos podrían correlacionarse genéticamente con las facies volcánicas del Grupo del Áspero.

Según el diagrama La/Sm vs. Sm/Yb (Fig. 6) la mayoría de las rocas analizadas habrían fraccionado piroxeno como mineral residual en equilibrio con el fundido de acuerdo a sus bajas relaciones Sm/Yb. La muestra GL15/11a perteneciente a los diques dacíticos, posee una moderada relación Sm/Yb lo cual indica la presencia de anfíbol residual en la fuente. La presencia de anomalías positivas de Eu en todas las muestras analizadas es consistente con una mineralogía residual de piroxeno o anfíbol probablemente acompañados de apatita (Hanson 1978).

Edades similares a las de Grupo del Áspero, al cual se han correlacionado los filones capa andesíticos, han sido recono-

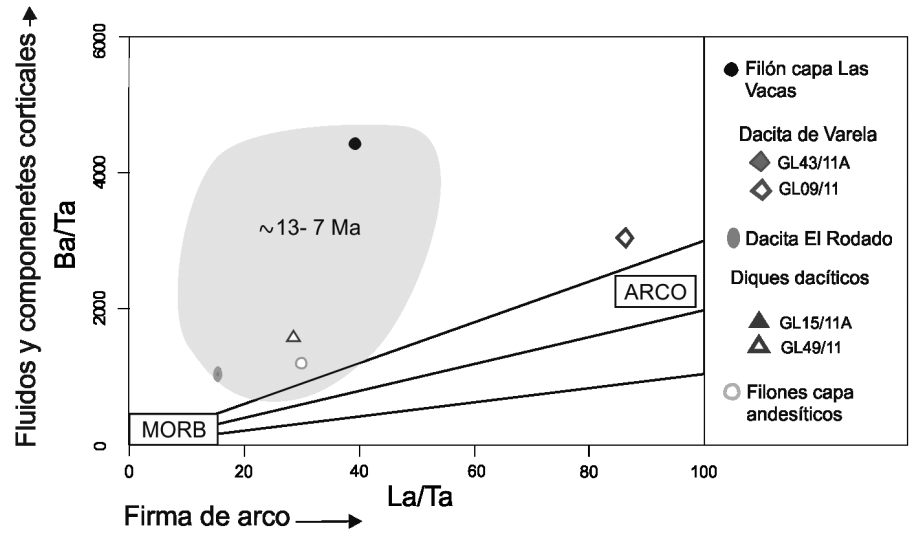


Figura 5: Diagrama La/Ta vs. Ba/Ta (Kay y Mpodozis 2002). Las rocas características de arco tienen relaciones La/Ta > 25 y altas relaciones Ba/Ta. Las muestras GL43/11A perteneciente a la dacita de Varela y GL15/11A correspondiente a los Diques dacíticos, no fueron representadas, debido a que sus relaciones extremadamente altas, quedan fuera de la escala del gráfico. El campo en gris corresponde a muestras de Precordillera de las localidades de Barreal, Iglesia, Gualilán y Cerro Blanco, Ullún-Zonda con edades de 13 a 7 Ma. (Tomado de Kay y Mpodozis 2002).

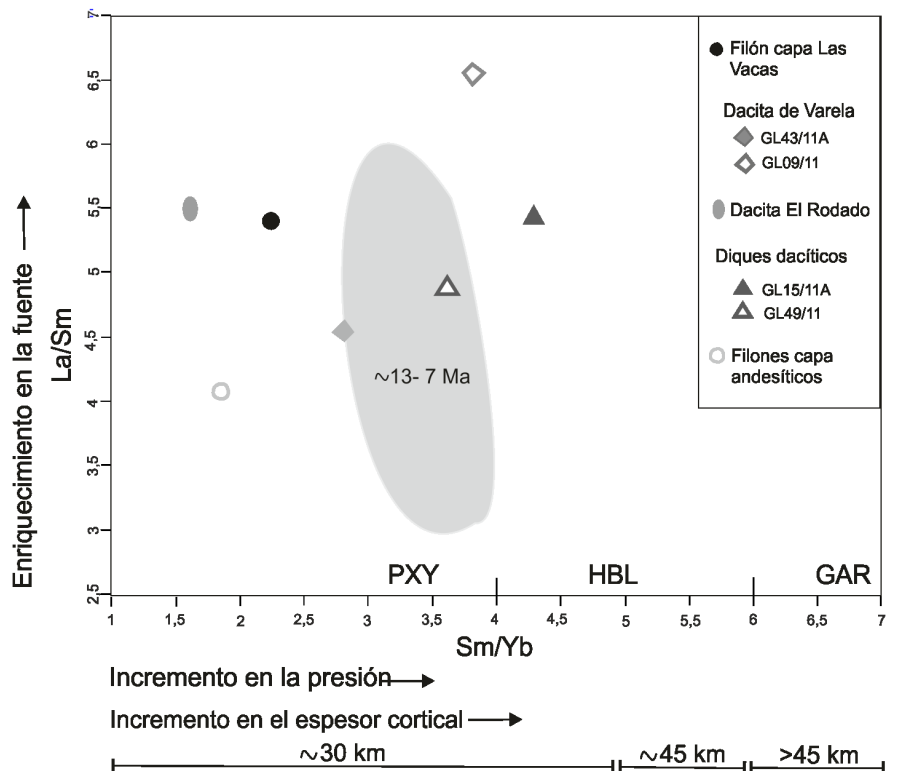


Figura 6: Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb (Kay *et al.* 1991) para las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo Gualcamayo y los filones capa andesíticos. PX (piroxeno), HBL (hornblenda), GAR (granate). La zona sombreada corresponde a muestras de Precordillera de las localidades de Barreal, Iglesia, Gualilán y Cerro Blanco, Ullún-Zonda con edades de 13 a 7 Ma (Kay y Mpodozis 2002).

cidas en Tocota ($18,3 \pm 2,5$ Ma) y Cerro Negro (17 ± 5 Ma) al este de Gualilán (Le-

veratto 1976). Estas rocas serían producto del magmatismo mioceno temprano más

alto (20-16 Ma) período durante el cual tuvo lugar la transición de un régimen trans-tensivo a uno compresivo (seguido de un engrosamiento cortical entre los 13 y 10 Ma) coetáneo con la migración y expansión continua hacia el este del frente magmático (Kay y Mpodozis 2002, Litvak *et al.* 2007).

La edad del Complejo Ígneo Gualcamayo (~9 Ma) corresponde aproximadamente al período de más amplia expansión del volcanismo en el retroarco (~8 a 5 Ma) que dio lugar a aislados centros de composición dacítica (Kay y Mpodozis 2002). Otras manifestaciones de este volcanismo han sido reconocidas en el área de Ullún-Zonda, Precordillera de San Juan (6,3 ± 0,7 Ma, Kay y Abbruzzi 1996).

CONCLUSIONES

Las características de yacencia, composición modal y litogeoquímica complementadas con edades radimétricas existentes permiten definir un pulso magmático que tuvo lugar en el mioceno superior (~9 Ma) y generó los intrusivos y diques dacíticos que conforman el Complejo Ígneo Gualcamayo. El mismo habría sido producto de un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal en transición a una de espesor intermedio (~45 km). Asociado a este evento se reconoce importante actividad hidrotermal que dio origen principalmente a alteración potásica (feldespato potásico - cuarzo - biotita - magnetita) y en forma subordinada propilitica la cual podría ser producto de un sistema tipo pórfiro. El carácter oxidante registrado en este pulso sugiere que este magmatismo podría tener un potencial mineralizante para la generación de depósitos de tipo cobre porfirico.

De acuerdo con las características geoquímicas los filones capa andesíticos habrían sido formados por un magmatismo de arco emplazado en una corteza de espesor normal (~30 km). Estas rocas, que por su yacencia y petrografía, podrían correlacionarse con la facies andesítica del Grupo del Áspero, corresponderían a un evento magmático de edad miocena inferior (17-18 Ma).

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a los revisores de este trabajo, el Dr. Pablo Caffé y la Dra. Vanesa Litvak por sus valiosos aportes a la calidad del manuscrito. A la empresa MASA (Minas Argentinas Sociedad Anónima) por el apoyo logístico en las tareas de campo y a los geólogos y personal técnico del área de exploración de la empresa por la colaboración prestada durante las mismas. Esta investigación fue financiada con el proyecto PIP 11220090100589 (CONICET).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguilera Olivera, R. 1986. Intrusividad en el sector comprendido entre las quebradas Las Vacas y Varela, curso inferior del río Gualcamayo, departamento Jáchal, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 76 p., San Juan.
- Albanesi, G. L., Hünicken, M. A. y Barnes, C. R. 1998. Bioestratigrafía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, República Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 7-72, Córdoba.
- Astini, R. A. 1994. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (Suroeste de Guandacol y Cordón de Perico-Potrerillo), Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49: 55-70.
- Astini, R. A. 1998. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 489-503.
- Astini, R. A., Benedetto, J. L. y Carrera, M. 1986. La fauna de trilobites de la Formación Las Plantas (Ordovícico tardío), Precordillera de La Rioja, Argentina. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 81-89, Mendoza.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. y von Quadt, A. 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile/Argentina. Mineralium Deposita 38: 844-862.
- Boynnton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. En Henderson, P. (ed.) Rare Earth Elements Geochemistry, Elsevier: 63-108. Amsterdam.
- Bruno, N. E. 2005. Metalogénesis aurífera en rocas carbonáticas, Distrito Minero Gualcamayo, San Juan, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 195 p., San Juan.
- Cahill, T. y Isaac, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. Journal of Geophysical Research, 97: 503-529.
- Cañas, F. 1985. Análisis de las facies carbonáticas de la Formación Los Sapitos (Cámbrico?- Tremadociano), en la quebrada del Río Guandacol, La Rioja. 1º Jornadas de Geología de Precordillera, Actas 1: 271-276, San Juan.
- Cañas, F. 1988. Facies perimareales del Cámbrico Inferior en el área de Guandacol. 2º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 46-50, Buenos Aires.
- Castro, C. 1990. Geología de un sector del Distrito Minero Gualcamayo, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 114 p., San Juan.
- D'Annunzio, M.C. y Rubinstein, N. 2013. Origen y Eventos de Mineralización de las brechas de Quebrada del Diablo Lower West, Distrito Minero Gualcamayo, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 70: 542-548.
- Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, 72 p., Buenos Aires.
- Furque, G. y Cuerda, A. J. 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 368-380, San Carlos de Bariloche.
- Hanson, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters 38: 26-43.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D. W. y van Calsteren, P. (1997). U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from subducted crust. Science 276: 561-555.
- Herrera, Z. y Benedetto, J.L. 1991. Early Ordovician brachiopods fauna of the Precordillera basin, western Argentina: biostratigraphy and paleogeographical affinities. En Mackic-

- nnon, D., Lee, D. y Campbell, J. (eds.), Brachiopods through time. 2nd International Congress of brachiopods. Actas 1: 283-301, Balkema, Rotterdam.
- Hünicken, M. A. y Pensa, M. 1981. Secuencia carbonática estromatolítica cambro-ordovícica (Formación Los Sapitos) en la quebrada del río Guandacol, La Rioja. Proyecto IGCP. IUGS. (inédito), 42 p., San Luis.
- Kay, S.M. y Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogen lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. *Tectonophysics* 259: 15-28.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today* 11: 4-9.
- Kay, S. M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay, S.M., MaksaeV, V., Moscoso, R. y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92: 6173-6189.
- Kay, S. M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Nasi, C., Gordillo, C. E., 1988. Tertiary Andean Magmatism in Argentina and Chile between 28-33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*. 1: 21-38.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper: 113-137. Boulder.
- Leverato, M. A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 53-58.
- Limarino, C. O., Fauqué, L. A., Cardó, R., Gagliardo, M. L. y Escoteguy, L. 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 305-314.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 24: 117-137.
- Meinert, L. 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits: chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 23: 401-418.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth C. J. and Norry M.J. (eds.) *Continental Basalts and mantle xenoliths*, Shiva Publications: 230-249, Nantwich.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S. M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 1: 892-896.
- Ramos, V. y Nullo, F. 1993. El Volcanismo de Arco Cenozoico. En Ramos V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 7° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 12: 149-160, Mendoza.
- Simon, W., Sumay, C., Meissl, E. y Lanzilotta, M. 1997. Geología y petrografía del Distrito Minero Gualcamayo. San Juan, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1153-1157, Antofagasta.
- Simon, W., Castro, C. E., Moreiras, S. M., Lanzilotta, M. I. y Matar de Sarquis, A. 2001. Procesos de alteración hidrotermal vinculados con el complejo ígneo Gualcamayo, San Juan, Argentina. 2° Encuentro Minero del Cono Sur de América y 2° Encuentro Minero de Tarapaca, Actas 6: 25, Iquique, Chile.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22: 261-272.
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Winchester J. A. y Floyd P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Zhou, J. X. (1999). *Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks Containing Amphibole and Mica: A Case Study of Plate Collision Involving Scotland and Himalayas*. New York and Beijing: Science Press, 41-72.

Recibido: 13 de septiembre, 2013

Aceptado: 19 de marzo, 2014